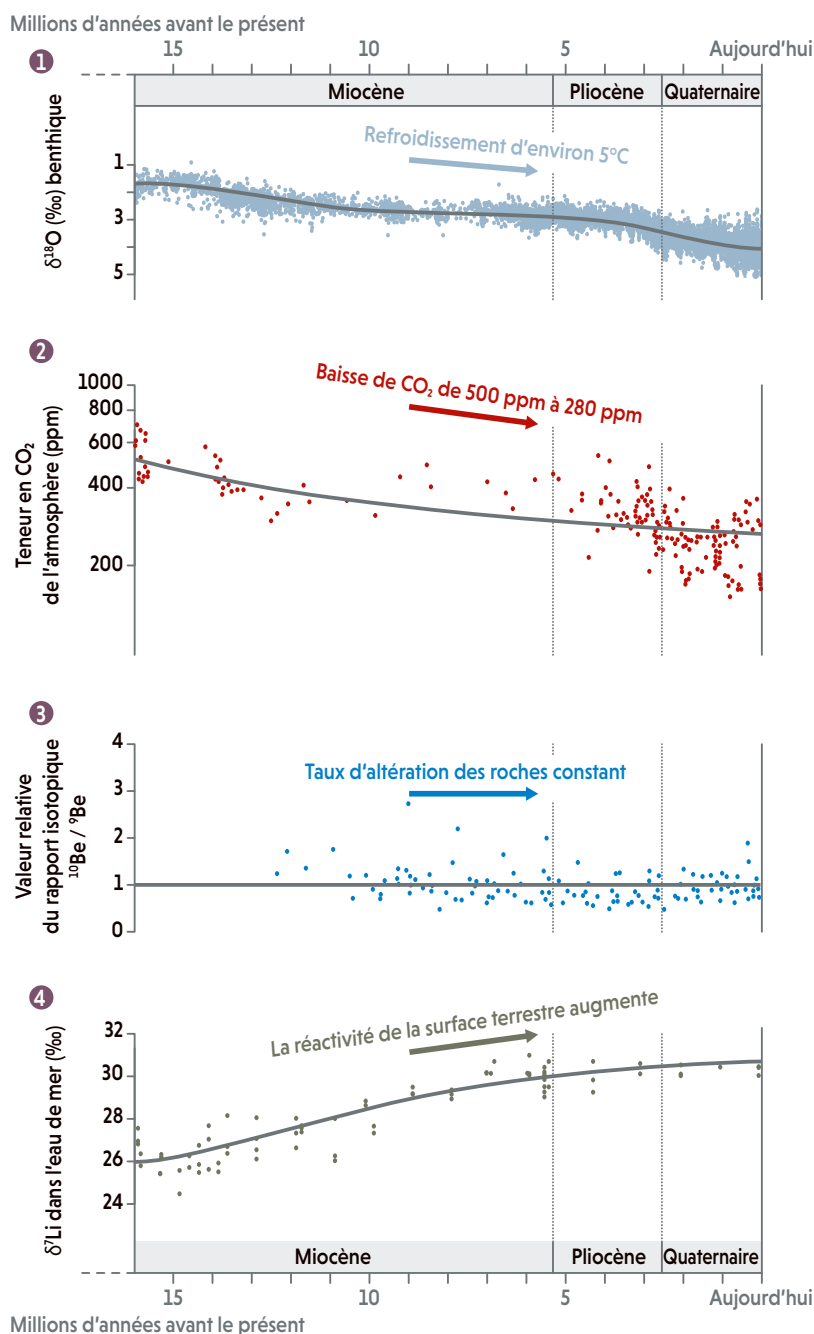


LES SIGNES DU CHANGEMENT

Au cours des 15 derniers millions d'années, une plus forte rétroaction a fait évoluer la régulation du climat terrestre. **①** Ce dernier s'est refroidi (ce que l'on sait grâce aux isotopes stables de l'oxygène). **②** La concentration atmosphérique de CO₂ a diminué (ce que l'on sait grâce aux isotopes stables du bore). **③** Le taux d'altération des roches silicatées est néanmoins resté constant (ce que nous savons en comparant le rapport passé entre l'isotope ¹⁰Be, produit par le rayonnement cosmique, et l'isotope stable ⁹Be dans les sédiments marins, au rapport actuel ¹⁰Be/⁹Be dans l'eau de mer, qui est de l'ordre de 10⁻⁷). **④** Pour autant, la réactivité chimique de la surface terrestre a augmenté (ce que nous savons grâce aux isotopes stables du lithium).



> silicatées. Si, par exemple, les émissions volcaniques diminuent, la concentration atmosphérique de CO₂ baisse. Cela fait diminuer l'altération des roches, qui absorbe alors moins de CO₂, jusqu'à ce qu'un nouvel équilibre s'instaure, avec une concentration atmosphérique de CO₂ inférieure à la concentration initiale (voir l'encadré page 69). Comme indiqué plus haut, la durée d'un état d'équilibre est de l'ordre de 250 000 ans.

Au cours de son histoire, la Terre a connu de telles évolutions du CO₂ atmosphérique. Nous savons par exemple qu'au début de l'Éocène, il y a 52 millions d'années, notre planète était environ 10 °C plus chaude qu'à la fin de l'Éocène, il y a 35 millions d'années, et que l'atmosphère contenait alors environ 3 000 parties par million, ou ppm, de CO₂. En revanche, à l'époque préindustrielle, le niveau de CO₂ était faible: 280 ppm. En fait, au cours des 15 derniers millions d'années, la température moyenne mondiale a, globalement, diminué régulièrement; elle a baissé d'environ 3 °C au cours des 5 derniers millions d'années. En conséquence, il y a 2,5 millions d'années, d'énormes calottes glaciaires ont commencé à se former périodiquement dans l'hémisphère Nord: ce sont les «glaciations quaternaires».

Un vif débat se poursuit depuis plus de vingt ans sur les raisons de ce long refroidissement. Selon la théorie qui a le plus de partisans, la formation de grandes montagnes telles que l'Himalaya, les Andes ou les Alpes aurait entraîné une augmentation globale de la météorisation des roches silicatées. La quantité de CO₂ atmosphérique aurait alors diminué, et l'atmosphère se serait refroidie.

UNE FAILLE DANS LA THÉORIE DOMINANTE

Cependant, en 1997, les géochimistes américains Robert Berner et Ken Caldeira ont attiré l'attention sur une faille majeure dans cette théorie: ils ont montré qu'une évolution aussi considérable de la météorisation des roches aurait très vite déséquilibré le fragile bilan du CO₂, les émissions volcaniques étant restées au même niveau. Dans cette hypothèse, il ne devrait pratiquement plus rester de CO₂ dans l'atmosphère et une Terre «boule de neige» aurait dû se former. Or cela ne s'est pas produit.

Pour comprendre où se niche le problème dans ce raisonnement, il faut savoir ce qui s'est déroulé dans l'atmosphère et à la surface terrestre au cours des 15 derniers millions d'années. Pour se renseigner sur l'histoire climatique, les géologues étudient les archives sédimentaires. Ils recherchent des dépôts d'âges connus, puis en extraient des informations sur des grandeurs physiques caractérisant les climats passés: température de surface, >

RAPPORTS ISOTOPIQUES ET PASSÉ GÉOLOGIQUE

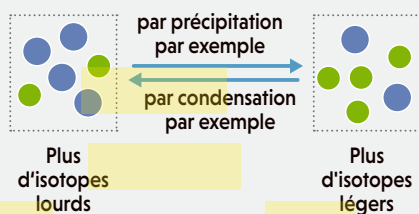
Les caractéristiques du système Terre actuel telles que la température, la concentration atmosphérique de CO_2 ou les taux d'érosion et de météorisation de la surface terrestre se mesurent directement. Afin de reconstituer ces informations pour le passé géologique, les chercheurs doivent disposer de mesures sur des grandeurs constituant des indices indirects. Les rapports des abondances de certains isotopes constituent de tels indicateurs (les isotopes d'un même élément chimique ne diffèrent que par la masse de leurs atomes).

LE THERMOMÈTRE $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$

Le rapport des isotopes stables de l'oxygène ^{18}O et ^{16}O augmente au fur et à mesure que l'eau se refroidit. En effet, les abondances des deux isotopes changent lorsque l'eau s'évapore – c'est le phénomène de fractionnement isotopique (ci-dessus à gauche). L'isotope ^{16}O , plus léger, s'évapore davantage que ^{18}O , même si cela ne s'exprime qu'en dix millièmes dans le rapport isotopique. À mesure que la Terre se refroidit, davantage de précipitations sont piégées dans les masses glaciaires continentales croissantes. La glace est ainsi plus riche en ^{16}O que l'eau des océans. L'oxygène contenu dans les coquilles calcaires de foraminifères benthiques – des microorganismes marins morts qui vivaient au fond des océans – indique les fluctuations du rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ dans l'eau de mer. Il indique aussi la température de l'eau directement, car les isotopes de l'oxygène entrent plus ou moins dans leur composition selon la température de l'eau. Les fluctuations indiquent à leur tour les changements de la température de l'eau et aussi des masses de glace, et donc de la température de l'atmosphère, dans le passé. Comme les variations des rapports isotopiques sont très faibles, elles sont données en parties pour mille (‰) par rapport à un matériau de référence, en l'occurrence l'eau de mer pour le rapport isotopique de l'oxygène. Plutôt que le rapport $R = ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ lui-même, on utilise ainsi la grandeur notée $\delta^{18}\text{O}$ et définie par :

$$\delta^{18}\text{O} = (R_{\text{échantillon}}/R_{\text{référence}} - 1) \times 1000.$$

FRACTIONNEMENT ISOTOPIQUE



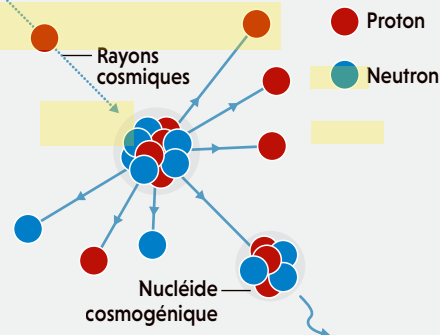
LE RAPPORT $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$, INDICATEUR DU CO_2 ATMOSPHÉRIQUE

Le bore (B) dissous dans l'eau forme divers composés dont les abondances relatives varient en fonction de l'acidité de l'eau de mer. Le rapport isotopique $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$ varie aussi selon le composé. Les foraminifères incorporent de petites quantités d'un des composés du bore dissous dans l'eau. Ainsi, le rapport $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$ dans les coquilles de foraminifères dépend de l'acidité de l'eau de mer. Or plus il y a de dioxyde de carbone dans l'air, plus celui-ci se dissout sous forme d'acide carbonique dans l'eau, et plus l'eau est acide. Via le rapport $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$, les coquilles calcaires des sédiments anciens renseignent ainsi sur la teneur en CO_2 de l'atmosphère de l'époque.

LE RAPPORT $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$, INDICATEUR DE L'ALTÉRATION CHIMIQUE

Le béryllium (Be) est un élément dont un seul isotope est naturellement présent sur Terre : le ^9Be . L'isotope ^{10}Be , plus lourd, est en revanche « cosmogénique », c'est-à-dire qu'il est constamment produit en très petites quantités par le rayonnement cosmique dans l'atmosphère et à la surface de la Terre (ci-dessus à droite). Comme le ^{10}Be est radioactif, avec une demi-vie de 1,4 million d'années, cet isotope n'existe pas à l'intérieur de la Terre, puisque celle-ci est beaucoup plus ancienne. Cependant, lorsque la pluie tombe sur les océans ou les continents, du ^{10}Be frais s'y accumule. On connaît assez précisément le nombre d'atomes ^{10}Be qui arrivent à la surface de la Terre chaque année. L'isotope stable ^9Be , en revanche, est libéré lors de l'altération des roches et se retrouve dans les océans en petites quantités via les rivières, où il se mélange avec le ^{10}Be . Plus le taux mondial d'altération des roches silicatées est élevé, plus le rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ est faible dans l'eau océanique, dont les deux isotopes sont déposés dans les sédiments des profondeurs. En les y mesurant et en tenant compte de la désintégration naturelle du ^{10}Be , on obtient le taux d'altération des continents au moment du dépôt des sédiments. L'auteur et son équipe ont récemment développé cette méthode dans leur laboratoire, afin de déterminer les taux de météorisation passés et présents.

PRODUCTION D'UN ISOTOPE PAR LE RAYONNEMENT COSMIQUE



LE RAPPORT $^7\text{Li}/^6\text{Li}$, INDICATEUR DE LA RÉACTIVITÉ DE LA SURFACE TERRESTRE

Quand la météorisation désagrège les roches, les isotopes stables du lithium ^7Li et ^6Li qu'elles contiennent entrent dans l'eau remplissant les pores de la roche altérée. À partir de cette eau interstitielle se forment des minéraux argileux, qui sont une composante importante de tous les sols. Ce faisant, ils absorbent préférentiellement le ^6Li par fractionnement isotopique (15 millièmes de plus que le ^7Li). L'eau interstitielle est donc appauvrie en ^6Li . Plus les minéraux d'origine sont présents (surface terrestre réactive), plus il y a formation de minéraux argileux, et plus le rapport $^7\text{Li}/^6\text{Li}$ de l'eau interstitielle est élevé. Au contraire, plus les minéraux d'origine sont rares (surface terrestre peu réactive), moins il y aura formation de minéraux argileux absorbant préférentiellement le ^6Li , et plus le rapport $^7\text{Li}/^6\text{Li}$ de l'eau interstitielle est faible. Via les eaux souterraines, ce lithium atteint les rivières puis les océans, où il se mélange avec le lithium contenu dans les eaux chaudes issues des sources hydrothermales des dorsales océaniques. Cet élément est aussi incorporé dans les coquilles calcaires marines en quantités infimes. En définitive, le rapport $^7\text{Li}/^6\text{Li}$ mesuré dans les coquilles calcaires indiquera donc la réactivité de la surface terrestre à l'époque de leur sédimentation.

TECHNIQUES DE MESURE

Les rapports isotopiques sont mesurés par spectrométrie de masse. Pour déterminer le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, les coquilles de calcaire sont dissoutes directement sur le spectromètre de masse en phase gazeuse et le CO_2 libéré est mesuré. Les rapports $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$ et $^7\text{Li}/^6\text{Li}$ sont mesurés sur un instrument spécial, un spectromètre de masse à plasma à couplage inductif (ICP-MS), après dissolution de l'échantillon et séparation chimique sous forme d'ions (B^+ et Li^+). L'isotope ^{10}Be n'étant présent qu'en petites quantités, il est mesuré après dissolution et séparation chimique sur un spectromètre de masse très sensible, dit « à accélérateur », tandis que l'isotope stable ^9Be est mesuré séparément avec un spectromètre optique (ICP ou ICP-MS).